

УДК 550.384:551.7.03

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ДАЕК КОЛЬСКОЙ ДЕВОНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2013 г. Р. В. Веселовский^{1,2}, А. А. Арзамасцев³, Л. И. Демина¹, А. В. Травин⁴, С. Б. Боцун¹

¹Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

E-mail: roman.veselovskiy@ya.ru

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

E-mail: arzamas@ipgg.ru

⁴Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

E-mail: travin@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 16.05.2012 г.

Приводятся новые палеомагнитные данные, полученные по 40 дайкам и двум интрузивным массивам девонского возраста, расположенных в разных районах Кольского полуострова и не охваченных ранее систематическими палеомагнитными исследованиями. В работе представлены результаты петромагнитных, петрографических и микрозондовых исследований девонских даек, а также датировки их изотопного возраста ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ступенчатый прогрев). Показано, что в пределах изученной территории практически все девонские дайки, метаморфические архей-протерозойские комплексы Фенноскандинавского щита и дайки протерозойского возраста подверглись низкотемпературному гидротермально-метасоматическому воздействию, приведшему к образованию новых магнитных минералов и приобретению ими вторичной компоненты намагниченности химической природы. Возраст вторичной компоненты косвенно, исходя из сравнения палеомагнитных полюсов, оценивается как раннеюрский. Мы предполагаем, что источником регионального перемангничивания является эндогенная активность, генетически связанная со становлением 200–170 млн. лет назад Баренцево-моровской трапповой провинции. На основе полученных данных рассчитан предварительный девонский палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: палеомагнетизм, геохронология, петромагнетизм, Кольский полуостров, девон, магматическая провинция, дайки, перемангничивание, изотопный возраст, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод.

DOI: 10.7868/S0002333713030186

ВВЕДЕНИЕ

Согласно современным представлениям крупные континентальные магматические провинции являются основным источником наших знаний о природе и эволюции глубинных процессов планетарного масштаба, происходящих в ядре и мантии Земли. Важную роль при изучении крупных магматических провинций играет реконструкция их геодинамической позиции, которая может быть выполнена при помощи построения палеотектонических реконструкций с привлечением палеомагнитных, геохимических и петрологических данных. Результаты петролого-геохимических исследований Кольской девонской магматической провинции последних лет позволили существенно продвинуться в понимании ее магматической эволюции, однако геодинамические обстановки, в которых находилась Фенноскандия в момент формирования и развития этой маг-

матической провинции, до сих пор не определены из-за отсутствия надежных детальных палеотектонических реконструкций Фенноскандии для среднего-позднего девона.

В настоящее время положение Фенноскандии в системе глобальных палеотектонических реконструкций среднего палеозоя определяется на основании единичных палеомагнитных полюсов, входящих в состав кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса (КМП) Восточно-Европейской платформы [Torsvik et al., 1996; Храмов и др., 1982]. Наиболее спорным является отрезок кривой КМП, отвечающий интервалу 400–350 млн. лет, геометрия которого определяется в значительной степени на основе интерполяции. За последние годы получен ряд палеомагнитных полюсов по осадочным объектам средне-верхнедевонского возраста [Родионов, 2010; Свяжина и др., 2008], однако этих дан-

ных, очевидно, недостаточно для построения детальных реконструкций Фенноскандии в девонское время.

Среди образований Кольской девонской магматической провинции наиболее подходящим объектом для проведения детальных палеомагнитных исследований являются многочисленные дайки, а также интрузивные массивы щелочных и щелочно-ультраосновных пород, распространенные на обширной территории Кольского полуострова и охарактеризованные результатами петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований [Арзамасцев и др., 2009].

Данная работа проводилась с целью получения надежных палеомагнитных определений по интрузивным телам Кольской девонской магматической провинции, на основе которых возможно построение детальных палеотектонических реконструкций Фенноскандии в интервале времени от 400 до 360 млн. лет. Помимо собственно палеомагнитных исследований, предварительно был проведен комплекс работ, связанных с систематизацией и отбором наиболее перспективных геологических объектов на основе петрографических и геохимических данных, а также выполнено их геохронологическое датирование.

МЕТОДЫ И ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных коллекций осуществлялся преимущественно с использованием портативного минибура, либо вручную, путем отбора ориентированных штуфов, из которых на камнерезном станке выпиливались образцы кубической формы с ребром 2 см. Для ориентировки керна и штуфов в пространстве использовался горный и солнечный компас.

Отбор палеомагнитных коллекций производился по сайтовой методике. Из мощных даек (более 5 м) отбиралось от 12 до 24 образцов по профилю вкрест простирания дайки; при возможности опробовались экзо- и эндоконтактные зоны. Такие объекты рассматривались как один сайт. Из даек, мощность которых не превышала 1–2 метров, отбиралось по 5–10 образцов, при этом несколько близкорасположенных (до первых десятков метров) даек при обработке палеомагнитных данных объединялись в один сайт. Для проведения теста контакта образцы отбирались также из вмещающих метаморфических пород фундамента (на удалении до 100 м от мощных даек) и даек протерозойского возраста. Всего в ходе выполненных палеомагнитных исследований опробовано 40 магматических объектов девонского и 11 протерозойского возраста.

Лабораторные палеомагнитные исследования выполнялись в Лаборатории палеомагнетизма

Геологического института РАН, Лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН, Петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ и Палеомагнитной лаборатории Массачусетского технологического института (США) в соответствии со стандартной методикой [Zijderveld, 1967; Храмов и др., 1982; Шипунов, 1999; McFadden, 1988; McFadden, McElhinny, 1990; Torsvik et al., 1990]. Все образцы были подвергнуты детальной температурной чистке, которая выполнялась до температур 580–630°C; контрольные измерения были выполнены на дублях некоторых образцов, подвергнутых чистке переменным магнитным полем до 100 мТл. Число шагов чистки составляло не менее 12. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи TD-80 (Magnetic Measurements Ltd., Великобритания), TD-48 (ASC, США) и размагничивающие устройства переменного тока конструкции ИФЗ РАН с величиной некомпенсированного поля не более 5–10 нТл. Измерения остаточной намагниченности производились на спин-магнитометрах производства AGICO (Чехия) JR-4, JR-5, JR-6, а также на SQUID-магнитометре производства 2G Enterprises (США) и выполнялись в пространстве, экранированном от внешнего магнитного поля системой колец Гельмгольца или многослойным пермаллоевым экраном. Обработка результатов измерений выполнялась при помощи пакета программ Р. Энкина [Enkin, 1994] и М. Чадимы [Chadima, Hroudá, 2006], использующих при выделении компонент намагниченности метод PCA [Kirschvink, 1980].

Петромагнитные характеристики образцов определялись на установке для снятия параметров петли гистерезиса (ГО “Борок”) и при помощи каппометра MFK1-FA, оборудованного приставкой-печью CS4 (AGICO, Чехия). Микрозондовые исследования проводились на кафедре петрологии геологического факультета МГУ при помощи сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным анализатором INCA Energy-350 и волновым дифракционным спектрометром INCA Wave-500 Oxford Instrument Ltd (Великобритания).

⁴⁰Ar/³⁹Ar-изотопно-геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Датирование проведено по зернам флогопита, биотита и плагиоклаза, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25–0.15 мм измельченного образца. Выделение аргона из образцов проводили методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в работах [Пономарчук и др., 1998; Лепезин и др., 2006]. Навески образцов, совместно с мусковитом MCA-11 (K-Ar-возраст 313 млн. лет) и биотитом LP-6 (возраст 128.1 млн. лет), используемыми в качестве мониторов, заворачивали в алюминии-

вую фольгу, помещали в кварцевую ампулу, которую, после откачки воздуха, запаивали. Затем пробы облучали в кадмированном канале научного реактора ВВР-К-типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} н см³. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре “Noble gas 5400” фирмы “Микромасс” (Англия). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Для коррекции на изотопы $^{36}, ^{37}, ^{40}\text{Ar}$, полученные при облучении Ca, Cl и K, использовали следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00073 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$. Перед измерениями производили предварительную дегазацию образцов при температуре 300°C . Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.5 ± 0.5 . При интерпретации возрастных спектров использовали критерии, предложенные в работах [Fleck et al., 1977; Gustafson et al., 2001].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Кольскую палеозойскую магматическую провинцию, расположенную в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, составляют крупнейшие в мире плутоны агпайтовых сиенитов и многочисленные интрузии щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Вулканические образования палеозойского этапа немногочисленны, в значительной степени редуцированы и распространены в виде останцов в кальдерах проседания Контозера, Ловозера, Хибинского и Ивановского массивов. Палеозойские рои даек, являвшиеся главным объектом наших исследований, представлены долеритами, щелочными пикритами, меланефелинитами, мелилититами, фonoлитами, карбонатитами. Дайки щелочных пород широко распространены на всей территории Кольского полуострова, однако наиболее крупные их рои располагаются в обрамлении щелочных интрузий Ковдора, Турьего мыса, Вуориярви, а также в пределах Кандалакшской палеорифтогенной зоны [Арзамасцев и др., 2009]. Дайки палеозойских долеритов образуют три роа в северной и северо-восточной части полуострова: печенгский, баренцевоморский и восточно-кольский [Арзамасцев и др., 2010]. Согласно литературным данным, внедрение палеозойских даек происходило в одном

возрастном интервале с проявлениями плутонического магматизма [Арзамасцев и др., 2009].

Все исследованные объекты показаны на рис. 1 и рис. 2 и перечислены в таблице. Указанный в соответствующей колонке таблицы возраст объектов, для которых отсутствуют геохронологические данные, оценивался на основании сходства их структурных, геохимических и петрографических характеристик с датированными объектами. Номера сайтов (точек отбора образцов) соответствуют номерам в таблице и на рис. 1 и рис. 2.

Баренцевоморское побережье (рис. 1в). У поселка Дальние Зеленцы были опробованы три дайки и вмещающие их пойкилоофитовые долериты протерозойского возраста (точки 1–3). Девонский возраст дайки (1) подтвержден $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом и составляет 389 ± 4 млн. лет (рис. 3а). В окрестностях поселка Териберка было опробовано 3 девонских долеритовых дайки (4–5.2) и вмещающие их гранито-гнейсы архейского возраста. Изотопный возраст дайки (4) оценивается в 363.2 ± 4.1 млн. лет (рис. 3б).

Печенга (рис. 1б). В долеритовом карьере Кирикован (недалеко от пос. Печенга), в двух сайтах (6 и 8.1) опробовалась мощная дайка нясюкского дайкового роа и ее сателлит (8), имеющие протерозойский возраст (1941 ± 3 млн. лет [Арзамасцев и др., 2009]), а также вмещающие эти дайки архейские граниты. Еще одна протерозойская дайка (11) была опробована около пос. Лиинахамари. Девонская дайка, имеющая собственное название “Лиинахамари” и прослеживающаяся по простиранию на 100 км с юга на север, была опробована в двух сайтах: в карьере Кирикован (7) и около пос. Лиинахамари (9), где также был опробован ее сателлит (10). Проанализированная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом монофракция биотита из этой дайки в сайте (9) показала возраст 381 ± 6 млн. лет (рис. 3в), который совпадает с оценками возраста, полученными тем же методом для долеритовых даек полуострова Варангер [Guise et al., 2002].

В 60 км к западу от пос. Печенга, на северной оконечности озера Пороярви, была опробована 1 дайка девонского возраста (12) (рис. 1).

Кандалакшский залив Белого моря (рис. 2). В районе Кандалакшского залива Белого моря опробовано 28 маломощных (0.1–1.5 м) даек щелочных пород и карбонатитов девонского возраста. В окрестностях г. Кандалакша, в волноприбойной полосе около устья р. Нива, опробовано 12 даек (24–28, 30–32) и вмещающие их метаморфические породы фундамента, преимущественно амфиболиты (24). В 3.3 км к ЮВ от устья р. Нива, на берегу залива, опробованы 3 дайки (19); еще две дайки (20) опробованы далее к востоку по побережью, около пос. Лувеньга.

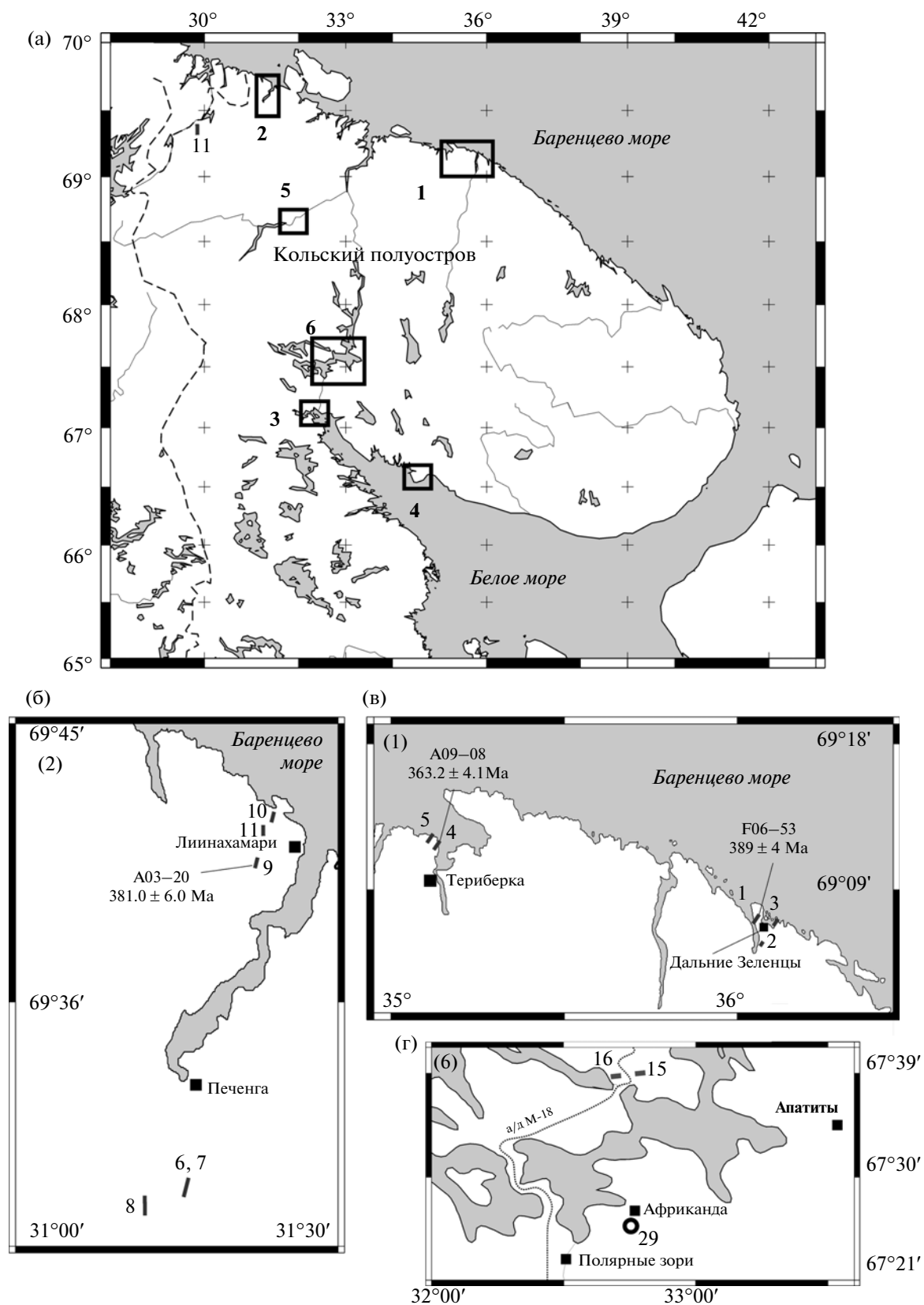


Рис. 1. (а) — Расположение исследованных объектов в пределах Кольского полуострова; (б) — район г. Печенга и пос. Лиинахамари; (в) — район пос. Дальние Зеленцы и Териберка; (г) — районы Воче-Ламбина и Африканда. 11 — дай-ка на берегу оз. Пороярви.

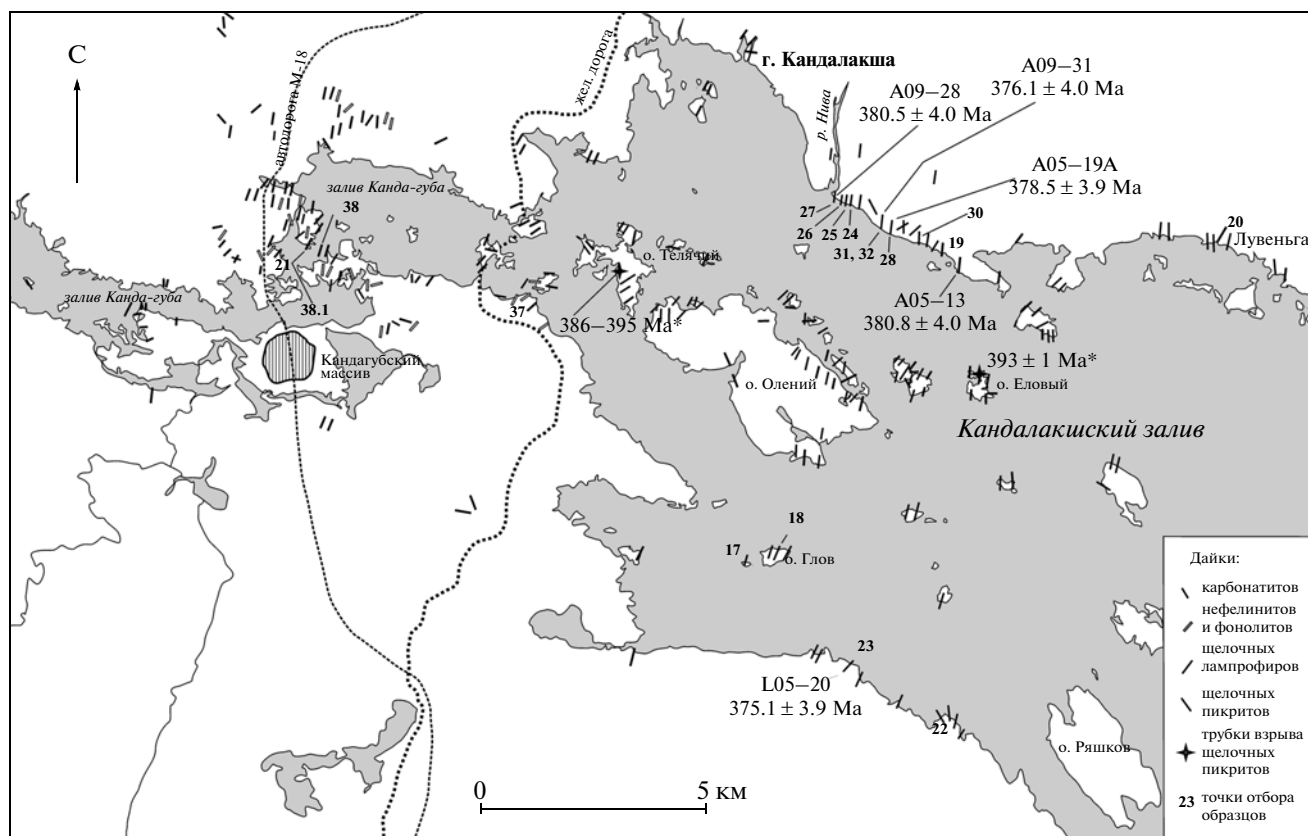


Рис. 2. Расположение исследованных даек щелочных пород в пределах Канда拉克шского залива Белого моря и геохронологические данные по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований методом ступенчатого прогрева монофракций флогопита (также на рисунке приведены номера геохимических проб). Звездочкой помечены данные из работы [Beard et al., 1996].

На противоположной, южной стороне Канда拉克шского залива опробована одна дайка на острове Глов (18), а также одна дайка (17) и вмещающие ее гнейсы архейского возраста, расположенные на острове в 1 км к западу, в районе Палкиной губы. Еще три опробованные дайки (21) обнажаются в заброшенном карьере в 500 м от трассы М-18 (451/1141 км). В непосредственной близости от карьера, в 2 км на север от дер. Федосеевка, расположены выходы двух даек (38 и 38.1). Еще две опробованные дайки (37) располагаются в 1 км на восток от железнодорожного моста через залив. Две дайки, опробованные в точках (22) и (23), расположены в береговой полосе между мысами Поднаволоки и Белые щели.

Возраст дайкового магматизма в Канда拉克шской зоне позволяет определить характер и интервал развития одной из крупнейших относительно молодых рифтогенных структур северо-восточной Фенноскандии, заложенной в оси Беломорского подвижного пояса и контролировавшей появления не только щелочного, но и кимберлитового магматизма в регионе. Однако неопределенность имеющихся к настоящему времени геохронологических данных по возрасту дайково-

го магматизма Канда拉克шской палеорифтогенной зоны, указания на присутствие среди девонских щелочных даек мезозойских образований [Рухлов, 1999], а также докембрийских аналогов, приводит к необходимости более детальной систематизации даек района и датированию наиболее важных, реперных дайковых роев. Для решения этой задачи была проведена систематизация даек и выделены наиболее перспективные для датирования объекты, располагающиеся в плечах рифтогенной структуры в зоне ее замыкания. Полученные данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (рис. 3г–3з) показывают, что все проявления дайкового магматизма в плечах Канда拉克шской палеорифтогенной зоны относятся к девонскому времени и укладываются в возрастной интервал 380–393 млн. лет назад (рис. 2).

Африканда (рис. 1г). В 30 км на северо-восток от г. Канда拉克ша, в сайте (29), были опробованы перовскитсодержащие пироксениты из центральной зоны щелочно-ультраосновной интрузии Африканда. Возраст этой интрузии, согласно результатам изотопного датирования, составляет 364 ± 3 млн. лет [Kramm et al., 1993].

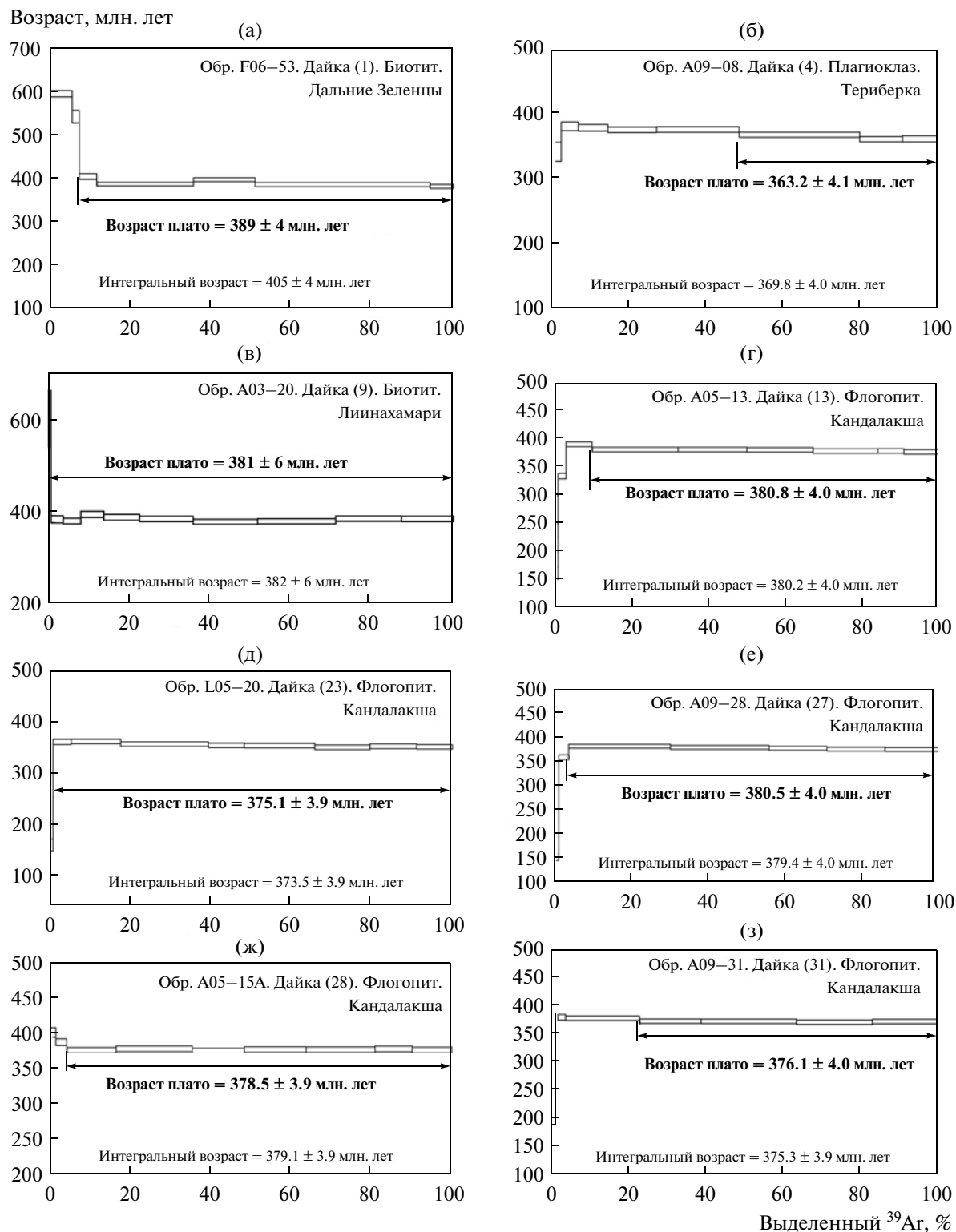
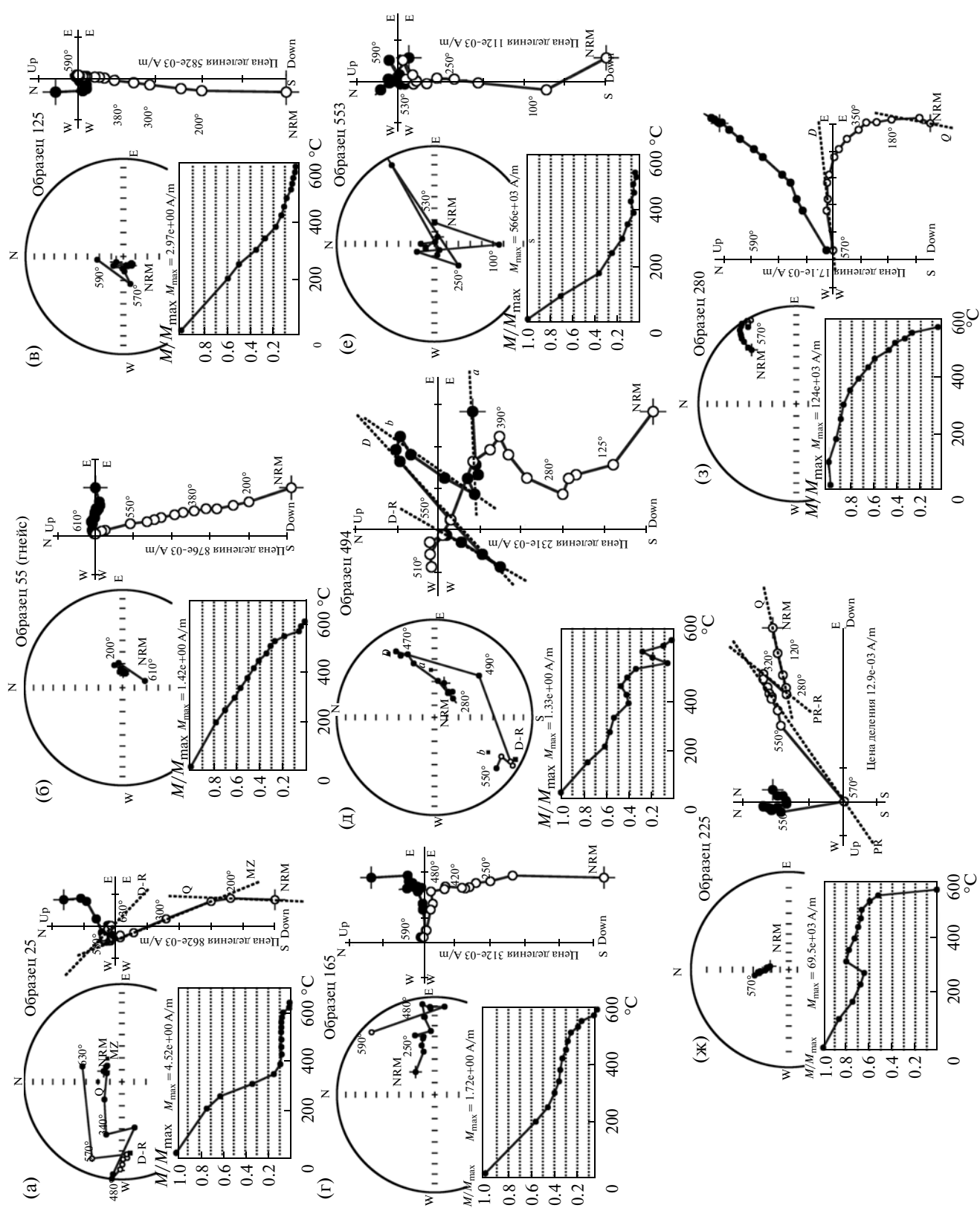


Рис. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований методом ступенчатого прогрева монофракций соответствующих минералов (указаны на каждом рисунке) из исследованных даек. Номера даек соответствуют табл. 1.

Турый мыс (рис. 1а, (4)). Из обрамляющих интрузивный массив 11 щелочных даек и жил разных генераций (33), мощностью от первых сан-

тиметров до 0.4 м, обнажающихся на участке Хям-ручей, отобрано 40 ориентированных образцов. Непосредственно породы массива (ий-



литы, мелилитолиты) были опробованы в 7 сайтах (34–36.5) по профилю (небольшие обнажения в дороге), пересекающему массив от участка Хям-ручей до г. Летняя.

Для оценки перемагничивающего влияния девонского магматизма на более древние образования, в двух районах Кольского полуострова были опробованы дайки протерозойского возраста. Пять долеритовых даек (сайты 15, 16, 16.1), а также вмещающие породы фундамента, были опробованы в районе **Воче-Ламбина**, в 20 км от западного контакта Хибинского массива (рис. 1г). Дайка (15) имеет датировку 1176 ± 28 млн. лет [Арзамасцев и др., 2006]. Две дайки субщелочных лампрофиров (13, 14), имеющие возраст 1767 ± 18 млн. лет [Арзамасцев и др., 2009], и вмещающие их гранито-гнейсы фундамента были опробованы в створе **Верхнетуломской ГЭС (пос. Верхнетуломский) (рис. 1а, (5))**.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В значительном количестве образцов даек и, в меньшей степени, вмещающих докембрийских пород фундамента, выделяется наименее стабильная, низкотемпературная (низкокоэрцитивная) компонента намагниченности, разрушающаяся в диапазоне блокирующих температур $20\text{--}180^\circ\text{C}$ (реже до 240°C). Направление этой компоненты близко к направлению современного геомагнитного поля в районе исследований ($D_{\text{совр}} = 14^\circ$; $I_{\text{совр}} = 78^\circ$), что позволяет предполагать ее вязкую природу и современный возраст. Далее эта компонента будет обозначаться как “Q”. Распределение векторов компоненты Q на уровне сайтов и ее среднее направление приведены на рис. 6а и в табл. 1.

Баренцевоморское побережье. Качество палеомагнитной записи в образцах из опробованных объектов варьирует от удовлетворительного до отличного; в большинстве случаев уверенно выделяется от одной до трех компонент намагниченности. Помимо компоненты Q в образцах из даек (1, 3, 4, 5.1) и вмещающих их пород фундамента в составе естественной остаточной намагниченности (ЕОН) выделяется наиболее стабильная, высокотемпературная компонента намагниченности, разрушающаяся в интервале температур $180\text{--}610^\circ\text{C}$ и имеющая крутые положительные наклонения. В дальнейшем мы будем называть ее компонентой “MZ”, а компоненту, обратную ей, – “MZ-R”.

В нескольких образцах из дайки (2) ЕОН представлена суммой трех компонент (рис. 4а): низкотемпературной Q ($20\text{--}180^\circ\text{C}$), среднетемпературной MZ ($180\text{--}550^\circ\text{C}$) и высокотемпературной ($550\text{--}630^\circ\text{C}$). Высокотемпературная компонента уверенно выделяется как конечная лишь в двух образцах, а в восьми образцах ее присутствие и направление определяется по кругам перемагничивания. Среднее направление этой компоненты имеет западное склонение и пологое отрицательное наклонение; далее мы будем называть эту компоненту компонентой “D–R”, а компоненту, обратную ей, – “D”.

Обращает на себя внимание биполярность компоненты MZ в дайке (5.2): в 6 образцах эта компонента имеет отрицательное наклонение (MZ-R), а в трех образцах – положительное (MZ). В трех образцах из вмещающих пород она также характеризуется положительными наклонениями (MZ) (рис. 4б).

Печенга. В составе ЕОН *девонских даек* (7, 9, 10 и 12) выделяется, помимо низкотемпературной компоненты Q, от одной до двух компонент намагниченности. В дайках (7) и (9), в интервале блокирующих температур $380\text{--}610^\circ\text{C}$, обнаруживается высокотемпературная компонента намагниченности MZ (рис. 4в). Эта же компонента присутствует в образцах из дайки (12). Компонента MZ встречена также в среднетемпературном ($340\text{--}510^\circ\text{C}$) диапазоне в образцах из дайки (10), а направление высокотемпературной ($530\text{--}590^\circ\text{C}$) компоненты в этой дайке соответствует направлению компоненты D-R (рис. 4г).

Компонента намагниченности, схожая по направлению с компонентой MZ, выделяется в трех *протерозойских дайках*. В дайках (8) и (8.1) она является конечной и выделяется в диапазоне разблокирующих температур $280\text{--}570^\circ\text{C}$. В дайке (6) компонента MZ занимает среднетемпературный диапазон ($190\text{--}420^\circ\text{C}$). Отметим, что в дайках (6) и (11) наиболее стабильная компонента намагниченности характеризуется крутым положительным наклонением ($\sim 65^\circ$) и северным склонением; далее мы будем обозначать такую компоненту намагниченности “PR” (табл. 1).

Кандалакшский залив Белого моря. Дайки *Кандалакшского залива*. В сравнении с дайками северо-востока Кольского полуострова, дайки его южной части характеризуются значительно более шумной палеомагнитной записью. В дайках (17, 22, 25, 26, 28, 30, 37 и 38) достаточно надежно вы-

Рис. 4. Результаты температурной магнитной чистки образцов исследованных даек: диаграммы Зийдервельда, стереограммы и кривые размагничивания. Залитые (пустые) кружки на стереограммах – проекция вектора на нижнюю (верхнюю) полусферу; залитые (пустые) кружки на диаграммах Зийдервельда – проекции вектора на горизонтальную (вертикальную) плоскости. Диаграмма Зийдервельда (ж) приведена в координатах, отличных от остальных диаграмм, для большей наглядности. Система координат географическая. На рис. (а), (д), (ж), (з) пунктирными линиями отмечены направления и названия выделенных компонент намагниченности.

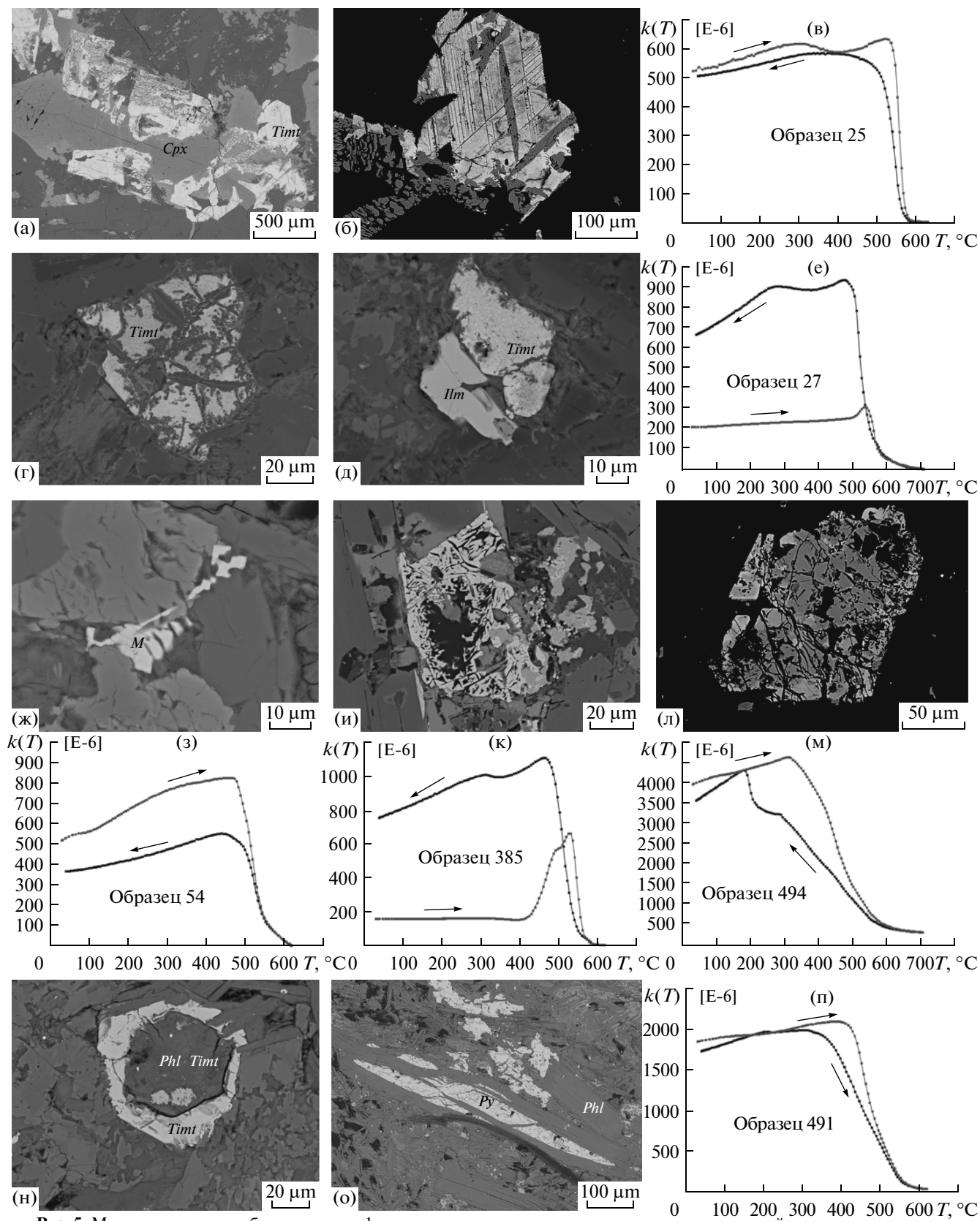


Рис. 5. Микрозондовые изображения шлифов изученных даек и кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры (приведены кривые первого нагрева и охлаждения); (т) — диаграмма Дзю, отражающая доменную структуру магнитных минералов (SD — однодоменные зерна, PSD — псевдооднодоменные зерна, MD — многодоменные зерна); (а), (б) — образец 25; (г), (д) — образец 27; (и) — образец 385; (ж) — образец 54; (л) — образец 494; (н), (о) — образец 491; (р), (с) — образец 511. Пояснения в тексте.

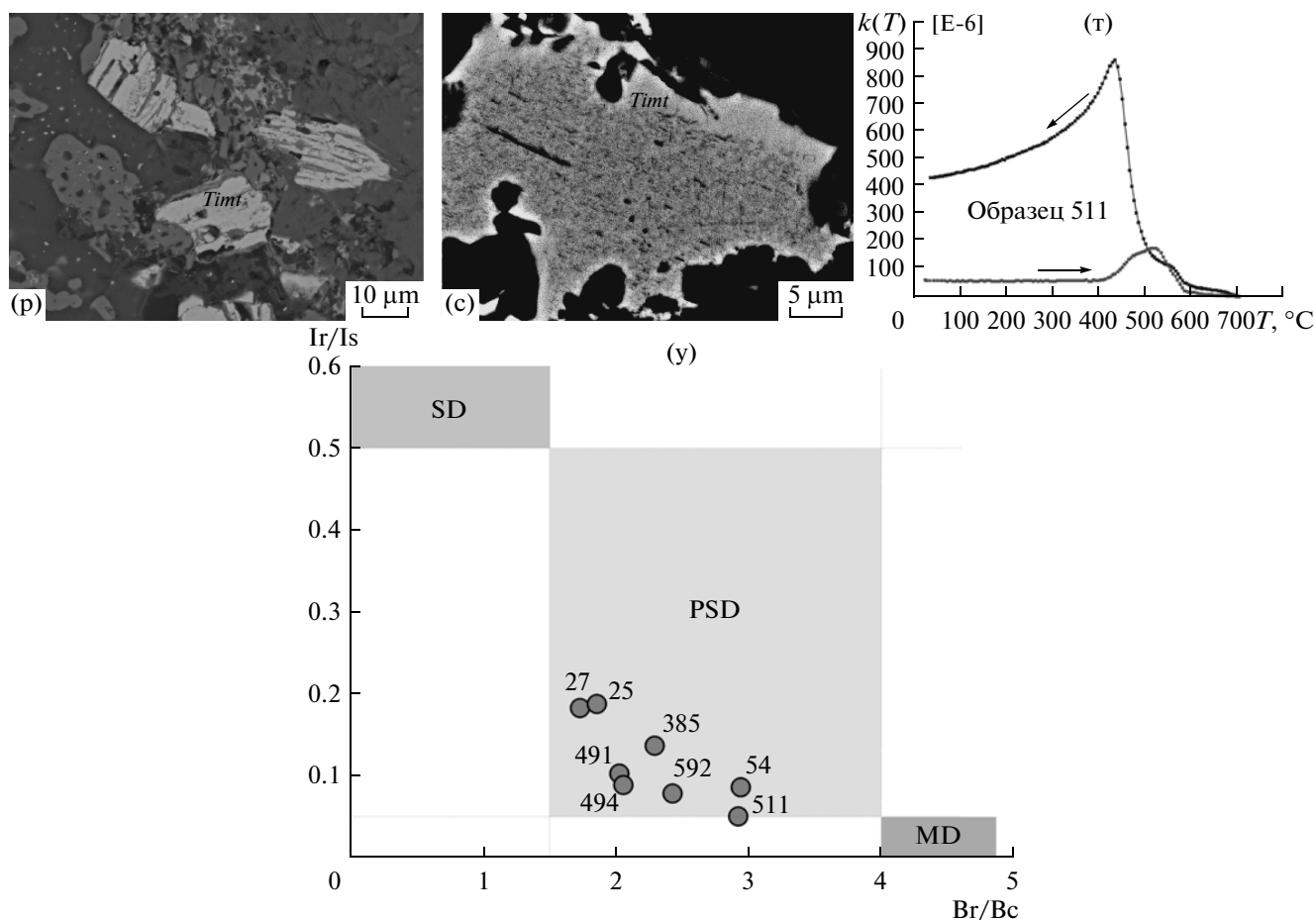


Рис. 5. Окончание.

деляется только низкотемпературная компонента намагниченности Q. В тех случаях, когда в отдельных образцах удастся выделить высокотемпературную компоненту намагниченности (дайки 17, 22, 28, 30, 37, 38), ее направление имеет большой разброс.

Тем не менее, в образцах из 17 даек удалось провести компонентный анализ и выделить наиболее стабильные компоненты намагниченности, направления которых совпадают с направлениями ранее выделенных компонент MZ и D. Компонента D обнаружена в высокотемпературном диапазоне образцов трех даек (21), трех даек (31) и дайки (32). В трех дайках (21) она разрушается в интервале блокирующих температур 300–590 $^{\circ}\text{C}$ и выделяется как по кругам перемагничивания, так и как конечная компонента. В трех дайках (31) высокотемпературная компонента (510–600 $^{\circ}\text{C}$) может быть названа компонентой D со значительной долей условности, поскольку ее направление отличается от направления компоненты D, выделенной в других телах, почти на 30°–40° дуги большого круга. В дайке (32) высокотемпературная компонента (390–550 $^{\circ}\text{C}$) встречается в каждом

из 5 образцов и ее среднее направление противоположно направлению компоненты D. Стоит особо отметить образец 494, ЕОН которого является суммой четырех компонент намагниченности (рис. 4д), из которых две наиболее стабильные являются практически антиподальными и их направление близко к направлению компонент D и D-R соответственно.

Компоненты ЕОН, сходные по направлению с компонентой MZ, выделены в высокотемпературных диапазонах (300–600 $^{\circ}\text{C}$) в образцах из даек (18, 23, 24 и 38.1), трех даек (19) и двух даек (20). В дайке (27) компонента MZ является высокотемпературной (460–570 $^{\circ}\text{C}$), а среднетемпературный диапазон занимает компонента, обратная ей (MZ-R). В трех дайках (31) компонента MZ занимает среднюю часть спектра блокирующих температур (220–390 $^{\circ}\text{C}$).

Массив Африканда. Качество магнитной записи изученных образцов, выражающееся видом диаграмм Зийдервельда, хорошее, в ряде случаев отличное. В составе ЕОН выделяется от одной до трех компонент намагниченности, однако только направления низкотемпературной компоненты Q

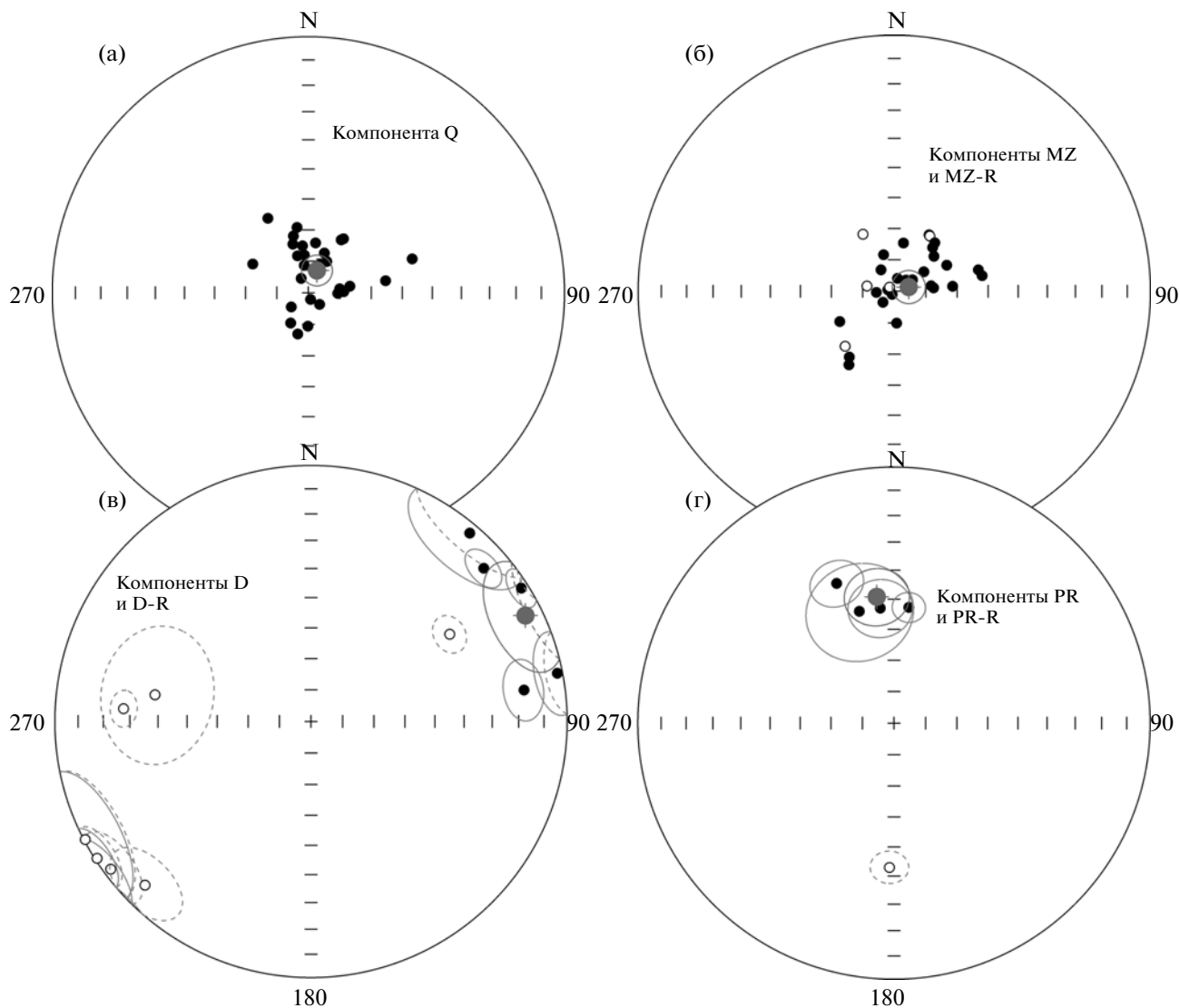


Рис. 6. Направления компонент намагниченности, выделенных в изученных объектах, и их средние значения с кругами 95%-го доверия: (а) — компонента Q; (б) — компоненты MZ и MZ-R; (в) — компоненты D и D-R; (г) — компоненты PR и PR-R. Система координат географическая.

кучно группируются вокруг направления современного поля. Направления среднетемпературной и высокотемпературной компонент намагниченности варьируют в широких пределах от образца к образцу, не образуя на стереограмме каких-либо групп. Причина наблюдаемого поведения вектора ЕОН требует дополнительных исследований.

Турий мыс. Магнитная запись даек и жил крайне шумная. В 20 образцах удается выделить высокотемпературную (300–590°C) компоненту намагниченности, направления которой группируются в центре стереограммы, а их среднее направление соответствует направлению компоненты MZ. Образцы интрузивного массива Турий мыс несут несколько более четкий палеомагнитный сигнал: в

образцах из 5 сайтов выделяется высокотемпературная компонента намагниченности (300–590°C), среднее направление которой близко к направлению компоненты MZ (рис. 4е). В трех образцах имеются следы высокотемпературной компоненты D, а в четырех образцах из сайта (36.2) высокотемпературной является компонента MZ-R, антиподальная MZ.

Участки Воче-Ламбина и Верхнетуломский. Две протерозойские дайки и вмещающие их гнейсы, отобранные в водоотводном канале и створе *Верхнетуломской ГЭС*, несут двухкомпонентную палеомагнитную запись хорошего качества. Низкотемпературная компонента (до 180°C) — современная. В дайке (13) уверенно выделяется высокотемпературная компонента намагниченности

(180–590°C), направление которой близко к направлению компоненты PR, выделенной в протерозойских дайках Печенгского района. Во вмещающих дайку (13) гнейсах также присутствует высокотемпературная компонента (180–570°C), по направлению совпадающая с компонентой MZ.

Направления высокотемпературной (320–570°C) компоненты намагниченности дайки (14) и вмещающих ее гнейсов, опробованных в 100 м от контакта с дайкой, совпадают и соответствуют направлению компоненты PR. В четырех образцах дайки, по двум-трем точкам, выделяется среднетемпературная компонента PR-R (280–360°C), антиподальная высокотемпературной компоненте PR (рис. 4ж).

Магнитная чистка образцов из пяти даек (15, 16, 16.1), относящихся к одному рою с возрастом 1176 ± 28 млн. лет [Арзамасцев и др., 2006] и опробованных в *районе Воче-Ламбина*, демонстрируют наличие двух или трех компонент намагниченности. Помимо низкотемпературной компоненты Q в составе ЕОН выделяются одна или две более стабильные компоненты: компонента MZ, занимающая среднетемпературный диапазон (300–460°C) в трехкомпонентных образцах, или высокотемпературный (460–575°C) диапазон в двухкомпонентных. В образцах с тремя компонентами в составе ЕОН наиболее стабильная компонента D выделяется как конечная в 8 образцах; ее следы прослеживаются также по наличию единичных кругов перемagnetивания (рис. 4з).

МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ДЕВОНСКИХ ДАЕК

Для диагностики минералов-носителей намагниченности в изученных дайковых телах девонского возраста, были проведены детальные микроскопические и микрозондовые исследования образцов, а также сняты кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ в ходе первого нагрева и охлаждения образца. Полученный по результатам микрозондовых исследований химический состав магнитных минералов девонских даек приведен в табл. 2.

Долериты из даек в районе **пос. Дальние Зеленцы** представлены тремя разновидностями. *Первая разновидность* (дайка (2), образец 25) представлена относительно свежими среднезернистыми долеритами, в которых титаномагнетит образует крупные (до 500 мкм) первично магматические, часто скелетообразные зерна со структурами твердого распада ильменит-магнетит (рис. 5а). Распад затрагивает не все зерна целиком, а проявлен в отдельных их частях. Зерна титаномагнетита неравномерно, в отдельных частях сильно изменены, вплоть до полного выноса железа в составе магнетитовой фазы, так что остаются только

червеобразные скопления ильменита (рис. 5б) в парагенезисе с вторичным хлоритом. На графике $k(T)$ (рис. 5в) кривая нагрева близка к кривой охлаждения, что характерно при отсутствии преобразований магнитных минералов в ходе лабораторного нагрева. Седлообразный прогиб кривой нагрева, начинающийся при температуре около 350°C, может свидетельствовать о том, что низкотитанистый титаномагнетит, являющийся в данном образце основным магнитным минералом, окислен неоднородно.

Вторая разновидность (дайка (2), образец 27) представлена мелкозернистыми долеритами, в которых практически все минералы сильно изменены. Титаномагнетиты имеют размеры не более 20–40 мкм и обнаруживают слабую зональность с возрастанием содержания железа к краям зерен и неравномерное строение (рис. 5г). В парагенезисе с ними гемойльменит содержит 13% гематита и 87% ильменита (рис. 5д; табл. 2). Температура кристаллизации данного парагенезиса составляла 900°C [Spencer, Lindsley, 1981]. На графике $k(T)$ (рис. 5е) кривая нагрева расположена значительно ниже кривой охлаждения, что принято объяснять [Hrouda, 1994] образованием новой магнитной фазы с высокой восприимчивостью (магнетита) в результате распада титаномагнетита при нагреве. На кривой нагрева, при температуре около 550°C, фиксируется пик Хопкинсона [Hopkinson, 1890], характерный для однодоменных или псевдооднодоменных зерен. Постепенное уменьшение магнитной восприимчивости в интервале температур 600–700°C свидетельствует о наличии небольшого количества гематита.

К *третьей разновидности* отнесены оливин-пироксеновые базальты из маломощной жилы вблизи дайки (3) (образец 54), в которых встречен практически чистый магнетит скелетообразной формы (до 50 мкм) (рис. 5ж), не имеющий признаков распада твердого раствора. Его образование произошло значительно позже кристаллизации основной массы вкрапленников, так как он встречается либо в стекле, либо выполняет промежутки между темноцветными минералами. График $k(T)$ (рис. 5з) демонстрирует наличие в исследуемом образце титаномагнетитов переменного состава с температурами Кюри в интервале 520–585°C и, вероятно, гематита, о чем свидетельствует постепенное уменьшение магнитной восприимчивости образца вплоть до 610°C.

Исследования даек **Кандалакшского залива** (образцы 385, 491 и 494) показали, что слагающие их щелочные и щелочно-ультраосновные породы также сильно изменены. Зерна титаномагнетита, количество которого иногда достигает 10% (табл. 2), резко различаются как по составу, так и по степени измененности. В крупных (до 600 мкм) первичных зернах сохраняются структу-

Таблица 1. Объекты исследований; палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы

№ объектa	Тип	Мощн., м	Координаты точки		Палеомагнитное направление						Комп.	Темп-ра, °C	Возраст	Образ-цы	Примечания
			slat, N	slong, E	N/n	D	I	K	α95						
1. Баренцевоморское побережье:															
1	Д,	20	69.12336°	36.04853°	24/19	284.3	87.9	28.3	6.4	MZ	300–525	D	1–24	Возраст: эта ра-бота	
	ВП, К				24/4	71.9	54.9	33.4	16.1	Q	20–190	(Ar: 389 ± 4)	F06–53		
2	Д	5	69.10614°	36.06317°	12/11	85.1	77.5	28.3	8.7	MZ	350–510	D	25–36		
			12/10	273.9	–27.5	55.6	7.0	D-R	530–630						
3	Д, ВП	20	69.11975°	36.09961°	12/10	351.5	81.2	20.0	11.1	Q	20–250	D	37–61		
			24/17	85.1	71.4	16.2	9.2	MZ	350–530						
4	Д, ВП	20	69.19394°	35.12864°	24/9	8.2	74.0	7.0	21.0	Q	20–230	D	62–82	Возраст: эта ра-бота	
			20/20	63.5	71.4	12.6	9.3	MZ	400–550						
5.1	Д	0.5	69.20419°	35.10572°	20/3	331.5	62.9	20.8	27.8	Q	20–200	D	A09–08		
			10/6	79.9	61.5	30.9	12.2	MZ	300–530						
5.2	Д	10	69.20419°	35.10572°	14/6	331.2	–69.3	30.4	12.3	MZ-R	380–550	D	93–107		
	ВП	–			14/5	328.4	82.0	145.2	6.4	MZ	350–550				
Д, ВП	–		14/5	333.5	84.9	6.4	32.7	Q	20–200						
2. Печенга:															
6	Д	120	69.50229°	31.26405°	12/12	7.3	52.4	204.5	3.0	PR	500–570	PR (1941*)	108–120	ВТК СТК “Лиинахамари”	
			12/8	57.7	83.2	16.6	14.0	MZ	250–450						
7	Д	10	69.50227°	31.25830°	9/9	214.4	64.6	44.5	7.8	MZ	450–590	D (380*)	121–129		
			9/2	40.1	4.3	–	–	D	GC 300–590						
8	Д	20	69.49562°	31.20178°	9/6	31.8	70.2	10.9	21.3	Q	20–250	PR (Sm: 1941 ± 3)	130–135	Возраст: [Арза-маслев и др., 2009]	
			6/6	31.6	68.9	19.6	15.5	MZ	300–530						
8.1	Д	200	69.49539°	31.20951°	11/10	10.7	74.4	33.5	8.5	MZ	300–575	PR	136–146		
	ВП	–	69.49688°	31.20450°	6/0	–	–	–	–	AR	147–152				
9	Д	10	69.67669°	31.35972°	12/10	211.7	62.4	42.5	7.5	MZ	450–570	D (Ar: 381 ± 6)	153–164	“Лиинахамари” Возраст: эта ра-бота	
			12/12	352.9	75.0	22.8	9.3	Q	20–250						
10	Д	10	69.69811°	31.39517°	12/12	81.6	17.1	46.8	6.4	D	530–590	D (380*)	165–176	ВТК СТК сат. “Лиинаха-мари”	
			12/10	56.6	78.8	46.2	7.2	MZ	300–450						
11	Д	10	69.69410°	31.38317°	12/12	343.6	77.8	16.0	11.2	Q	20–200	PR	177–188		
			12/7	342.8	52.3	57.4	8.0	PR	280–550						
12	Д	20	69.33960°	29.80190°	12/6	81.0	76.7	4.7	34.4	Q	20–230	D	189–200		
			12/9	81.5	78.2	49.0	7.4	MZ	390–570						
Д			12/7	297.4	70.1	9.6	20.5	Q	20–180						
3. Кандалакша:															
17	Д, ВП	0.5	67.05608°	32.37617°	15/6	75.7	–62.3	106.3	6.5	MZ-R	430–570	D	291–305	дайка	
18	Д	0.2	67.05946°	32.39433°	6/6	281.0	81.2	14.4	18.3	MZ	350–500	D	306–311		

Таблица 1. Продолжение

№ объек- та	Тип	Мощн., м	Координаты точки		Палеомагнитное направление					Комп.	Темп-ра, °С	Возраст	Образцы	Примечания
			slat, N	slong, E	N/n	D	I	K	α95					
19	3 Д	0.5	67.11452°	32.48404°	10/10 10/5 10/8	46.1 57.8 81.1	84.9 -36.2 65.1	22.9 12.3 12.2	10.3 32.8 16.5	MZ D-R Q	350–550 GC 140–530 20–140	D (Ar: 380.8 ± 4.0)	312–321 A05–13	Возраст: эта работа
20	2 Д	0.4	67.12076°	32.61252°	10/6 10/5	343.6 33.0	77.9 69.5	12.3 6.4	19.9 32.8	MZ Q	290–530 20–140	D	322–331	
21	3 Д	0.4	67.12734°	32.14357°	19/17 19/12	233.6 21.9	-3.2 76.4	6.5 8.7	15.2 15.6	D-R Q	300–570 20–190	D	332–350	
22	Д	1	67.02481°	32.46747°	11/0 11/9	— 91.1	— 80.7	— 9.0	— 18.2	— Q	20–190	D	351–360	
23	Д	1	67.03697°	32.42783°	9/6 9/8	175.9 82.6	79.9 80.0	26.4 7.9	13.3 21.1	MZ Q	350–570 20–190	D (Ar: 375.1 ± 3.9)	361–370 L05–20	Возраст: эта работа
24	Д	0.5	67.12897°	32.42687°	12/12 12/12	216.4 88.3	88.8 78.8	31.4 9.7	7.9 14.7	MZ Q	350–490 20–175	D	371–395	
25	Д	0.6	67.12897°	32.42687°	6/0 6/5	— 230.4	— 83.0	— 15.1	— 20.4	— Q	20–175	D	396–401	
26	Д	1	67.12897°	32.42687°	4/0	—	—	—	—	—	350–550	D	402–405	СТК.
27	Д	1	67.12949°	32.42322°	14/5 14/10 14/7	221.8 241.0 21.8	-66.5 70.2 80.1	33.9 10.7 20.2	13.3 15.5 13.8	MZ-R MZ Q	350–550 20–175	D (Ar: 380.5 ± 4.0)	406–419 A09–28	ВТК Возраст: эта работа
28	2 Д	1	67.43136°	32.44454°	20/4 20/8	225.4 345.2	-9.9 71.3	19.0 21.0	25.0 12.4	D-R Q	400–550 20–175	D (Ar: 378.5 ± 3.9)	420–439 A05–19A	Возраст: эта работа
29	И	—	67.12368°	32.75603°	25/0 25/21	— 210.4	— 78.9	— 8.2	— 11.8	— Q	20–250	D (364 ± 3)	440–464	“Африканда” Возраст: [Kramm et al., 1993]
30	2 Д	0.9	67.12966°	32.42156°	10/0	—	—	—	—	—	510–570	D	465–474 475–490	ВТК
31	3 Д	1.2	67.12492°	32.44161°	15/6 15/5	279.7 48.5	-38.2 73.2	22.8 29.2	14.3 14.4	D-R MZ	125–345	D (Ar: 376.1 ± 4.0)	A09–31	СТК Возраст: эта работа
32	Д	0.8	67.12492°	32.44161°	5/5	57.6	3.1	16.0	19.7	D	400–530	D	491–495	
37	2 Д	0.8	67.11047°	32.26089°	9/0	—	—	—	—	—	340–550 20–190	D	573–589	
38	Д	0.5	67.11886°	32.15610°	10/2 10/6	242.4 342.4	-0.6 73.8	— 5.0	— 33.3	D-R Q	340–550 20–190	D	590–601	
38.1	Д	0.3	67.11988°	32.15155°	8/3 8/2 8/7	266.4 237.4 161.2	84.3 -1.0 87.8	43.3 — 27.3	19.0 — 11.8	MZ D-R Q	300–500 180–500 20–180	D	602–610	

Таблица 1. Окончание

№ объектa	Тип	Мощн., м	Координаты точки		Палеомагнитное направление							Комп.	Темп-ра, °С	Возраст	Образцы	Примечания
			slat, N	slong, E	N/n	D	I	K	α95							
4. Турий мыс:																
33	11 Д	—	66.55781°	34.44450°	40/20 40/21	13.9 180.9	85.8 79.4	7.9 7.9	12.4 12.1	MZ Q	300–545 20–190	D	496-535			
34-36.5	И	—	66.57011°	34.44303°	34/20 34/4 34/23	311.5 32.7 194.5	88.0 -69.1 76.5	51.2 203.2 8.1	4.6 6.5 11.3	MZ MZ-R Q	350–530 350–530 20–180	D	536-572		сайт 36.2	
5. Верхнетуломский:																
13	ВП	5	68.6087°	31.76314°	8/7	39.8	69.9	78.3	6.9	MZ	250–530	AR-PR	201–221	Возраст: [Ар-замасцев и др., 2009]		
	Д, ВП				13/9 13/9	337.7 353.9	40.7 78.0	92.6 13.5	5.4 14.5	PR Q	250–530 20–180	PR (1767 ± 18)				
14	Д	0.4	68.60681°	31.76069°	18/4	181.8	-43.0	30.9	16.8	PR-R	280–360	PR	222-239	Возраст: [Арзамасцев и др., 2009]		
	Д, ВП Д, ВП				18/17 18/10	353.2 30.4	52.7 78.5	27.0 6.5	6.8 20.5	PR Q	360–550 20–240	PR (1767 ± 18)				
6. Воче-Ламбина:																
15	Д	6	67.63724°	32.78697°	21/14 21/5 21/9	41.2 48.4 350.2	71.5 10.8 68.9	22.3 9.5 9.4	8.6 37.7 17.7	MZ D Q	350–550 GC 180–550 20–180	PR (Rb: 1176 ± 28)	240–260	Возраст: [Арзамасцев и др., 2006]		
	16, 16.1				4 Д	2	67.63072°	32.74066°	28/11 28/14 28/7	225.9 78.9 135.7	85.0 2.3 84.9	37.8 12.7 5.2				
Средние палеомагнитные направления выделения выделенных компонент намагниченности и соответствующие им палеомагнитные полюсы:																
Комп.	slat	slong			n/S	D	I	K	α95		plat	plong	dp/dm	paleolat		
Q	68.0	32.7			290/28 290/28	18.0 20.9	85.4 82.4	8.1 32.3	3.1 4.9		76.4 80.4	44.8 66.3	6/6 9/10			
MZ	68.0	32.7			291/27	72.6	84.8	26.1	5.2		68.8	60.9	10/10	79.7		
Da					64/6	76.4	15.8	12.3	19.8		12.5	132.3	11/20	8.1		
Db	68.0	32.7			84/12	63.7	7.3	10.3	14.2		13.0	146.0	7/14	3.7		
Dc					84/12	60.5	2.4	8.0	5.7		11.8	150.0	3/6	1.2		
PR	69.1	31.5			45/5	352.2	48.8	63.2	9.7		50.4	222.2	8/13	29.7		

Пояснения к таблице: объекты опробования: № — номер объекта (соответствует номерам на рис. 1 и рис. 2); “тип” — тип изученного объекта и их количество: Д — дайка (11Д — 11 даек), К — контакт, ВП — вмещающие породы, И — интрузивный массив; “Мошн.” — мощность дайки в метрах; slat, slong — широта и долгота места отбора проб; N/n — количество образцов прошедших магнитную очистку/участвующих в статистике; D, I — склонение и наклонение; K, α95 — параметры статистики Фишера (кучность и радиус круга 95%-го доверия). “Комп.” — компоненты намагниченности, выделяемые в образцах из данного объекта (пояснения в тексте). “Темп-ра” — температурный интервал в градусах Цельсия, в котором выделяется данная компонента намагниченности; “GC” — компонента выделяется по большим кругам (great circle); “Возраст” — возраст объекта, если по данному интрузивному телу имеется датировка изотопного возраста, то приведен метод (“Ar” — ⁴⁰Ar/³⁹Ar, “Rb” — ⁸⁷Rb/⁸⁷Si, “Sm” — ¹⁴⁷Sm-¹⁴³Nd), значение возраста, ошибка определения возраста и ссылка на литературный источник в графе “Примечания”; * — оценка возраста дана на основании сходства структурных, геохимических и петрографических данных с датированными объектами; “Образцы” — номера образцов; ВТК — высокотемпературная компонента, СТК — среднетемпературная компонента; n/S — количество образцов (сайтов); подчеркнутые значения отражает уровень статистики при расчёте среднего палеомагнитного направления (на уровне образцов/сайтов); plat, plong — широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm — отношение минимальной и максимальной осей овала 95%-го доверия; “paleolat” — палеоширота.

ры распада магнетит—ильменит. Корродированные зерна титаномагнетита ассоциируются с рутилсодержащим ильменитом, сульфидами железа, кобальта, никеля и меди (рис. 5и). Титаномагнетит часто образует каймы вокруг выделений флогопита (рис. 5н), либо присутствует в последнем в виде мелких (5–10 мкм) корродированных зерен. Редкие первично магматические зерна магнетита фактически представляют собой зональные шпинели сложного состава (рис. 5л; табл. 2). Многочисленные мелкие выделения титаномагнетита в базисе обогащены магнетитом (57%) и обеднены ульвошпинелью (12%). Сульфидная минерализация представлена в основном пиритом, который либо частично замещает титаномагнетит, либо образует отдельные гнезда, прожилки, развивается по плоскостям спайности в флогопите (рис. 5о).

Среди изученных образцов даек Кандалакшского залива можно выделить две группы, различающихся по виду кривых $k(T)$. К первой группе относятся образцы 491 и 494 из дайки (32). В них основным магнитным минералом является титаномагнетит, при этом в образце 491 его состав не меняется в результате прогрева. В образце 494 (рис. 5м) отмечено превращение (инверсия) вторичного в щелочных породах титаномагнетита в титаномагнетит, ильменит или гематит, о чем свидетельствует характерный пик на кривой нагрева при температуре 350°C [Mertanen et al., 2008]. Ко второй группе относится образец 385, вид зависимости $k(T)$ для которого (рис. 5к) указывает на наличие низкотитанистого титаномагнетита, в ходе нагрева распадающегося до магнетита (на графике $k(T)$ кривая охлаждения располагается выше кривой нагрева).

Геологические данные и петрографические особенности даек **Турьего мыса** позволяют предполагать наличие нескольких сближенных во времени эпизодов дайкообразования, причем более поздние дайки, по-видимому, формировались в приповерхностных условиях. Например, образец 511 представлен двумя разновидностями меланефелинитов (лейкократовых и меланократовых), на контакте между которыми находится измененный титаномагнетит. В меланократовых разностях распространены сильно измененные мелкие (до 20 мкм) зерна первичного титаномагнетита со структурами распада ильменит—магнетит (рис. 5п), а также отдельные амебовидные зерна с иголочками рутила и тонкими вторичными каймами (рис. 5р), в которых титаномагнетит по направлению к краю сменяется практически чистым магнетитом. Отметим, что согласно экспериментальным данным, в системе $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ парagenезис магнетита с рутилом образуется в низкотемпературной области ($T < 400^\circ\text{C}$) [Lindsley, 1971]. График $k(T)$ образца 511 (рис. 5с) аналогичен графику образца 27: кривая нагрева проходит существенно ниже кривой охлаждения и

имеет ровный вид, что говорит об образовании магнетита в ходе лабораторного нагрева. Рост магнитной восприимчивости в интервале температур 430–580°C подтверждает микрозондовые данные о наличии в породе сульфидов (в т. ч. пирита) и связан с их окислением до магнетита в ходе нагрева.

Параметры магнитного гистерезиса, полученные для той же группы образцов девонских даек, отражены на диаграмме Дея [Day et al., 1977] (рис. 5т). Положение точек на диаграмме свидетельствует о том, что зерна магнитных минералов находятся в псевдооднородном состоянии и, следовательно, могут являться достаточно стабильными носителями намагниченности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Датирование компонент намагниченности. Компонентный анализ результатов магнитных чисток палеомагнитных коллекций представлен в таблице 1 и на рис. 6. Поскольку изученные объекты характеризуются набором компонент намагниченности, то природа и время возникновения этих компонент требуют внимательного рассмотрения.

Компонента Q достаточно уверенно выделяется примерно в половине изученных образцов. Ранее было отмечено, что мы предполагаем современный возраст и вязкую природу этой компоненты. Несколько завышенная величина наклонения среднего направления компоненты Q от наклонения современного поля, может являться следствием ее контаминированности компонентой MZ.

Компонента MZ является наиболее распространенной. Она встречается в 34 объектах: дайках девонского и протерозойского возраста (11 даек, изученные на Турьем мысу, рассматриваются нами в составе одного объекта (сайта), во вмещающих породах фундамента и интрузивном теле Турьего мыса. В образцах, где ЕОН является суммой двух компонент намагниченности, она занимает высокотемпературный диапазон блокирующих температур вслед за менее стабильной компонентой Q. В образцах, где ЕОН представлена тремя компонентами намагниченности, компонента MZ выделяется в среднетемпературном интервале; наиболее стабильной компонентой при этом является компонента PR или D. Важно также заметить, что компонента MZ имеет преимущественно прямую полярность, за исключением трех даек (5.2, 17 и 27) и 4 образцов из сайта (36.2) интрузива Турьего мыса. В двух дайках (5.2 и 27) компонента MZ биполярна, что может являться результатом самообращения намагниченности. Среднее направление компоненты MZ вычислялось на уровне сайтов (рис. 6б); направления, отвечающие компоненте MZ обратной полярности (MZ-R), при расчете среднего были обращены.

Таблица 2. Химический состав минералов девонских даек Кольского полуострова по результатам микрозондовых исследований

№ п.п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр.	25	25	25	27	27	54 центр	54 край	385	385	494 центр	494 край	494	511	511
	Ilm	TiMt	Ilm	Ilm	TiMt	Spl	Spl	TiMt	Ilm	Spl	TiMt	TiMt	TiMt	TiMt
SiO ₂	—	0.3	—	—	2.32	0.15	0.14	0.48	0.34	—	0.17	0.61	0.15	—
TiO ₂	50.49	18.72	51.37	45.32	11.72	1.59	0.34	14	55.88	10.42	7.7	4.11	8.36	1.57
Al ₂ O ₃	—	1.53	0.16	0.12	1.19	16.13	11.24	1.68	0.2	10.92	3.41	2.05	0.51	0.31
FeO	46.58	70.89	47.1	52.87	76.55	34.95	28.94	75.69	34.07	66.07	75.91	79.68	84.89	91.12
MnO	0.69	0.32	1.66	—	—	0.33	0.51	0.18	—	0.59	1.54	1.58	0.94	0.26
MgO	0.36	—	—	—	0.54	9.2	8.52	—	0.12	9.19	5.8	4.43	—	—
ZnO	—	0.29	—	—	0.89	0.32	—	2.3	0.31	—	—	0.39	—	0.32
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0.14	37.54	50.55	—	—	—	—	—	—	0.14
NiO	—	—	—	—	—	0.18	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	1.56	—	—	—	—	—
Сумма	98.12	92.05	100.29	98.31	93.35	100.39	100.24	94.33	92.48	97.19	94.53	92.85	94.85	93.72

Кристаллохимические формулы:

Ti	0.95	0.56	0.97	0.87	0.35	0.04	0.01	0.41	1.18	0.26	0.21	0.12	0.24	0.05
Al	—	0.07	0.01	—	0.06	0.61	0.44	0.07	0.01	0.42	0.14	0.09	0.02	0.01
Fe	1.02	2.35	0.99	1.13	2.53	0.94	0.6	2.45	0.8	1.82	2.29	2.48	2.71	2.92
Mn	0.02	0.01	0.04	—	—	0.01	0.01	0.01	—	0.05	0.05	0.05	0.03	0.01
Mg	0.01	—	—	—	0.03	0.44	0.42	—	0.01	0.45	0.31	0.25	—	—
Zn	—	0.01	—	—	0.03	0.02	—	0.07	0.01	—	—	0.01	—	0.01
Cr	—	—	—	—	—	0.95	1.32	—	—	—	—	—	—	—

Минеральный состав:

Uspl	Hem—3	55	Hem—2	Hem—13	35	4	1	38	Ry—32	26	21	12	24	5
Spl	Ilm—97	1	Ilm—98	Ilm—87	—	28	22	—	Ilm—68	21	7	3	—	—
Gan	—	1	—	—	3	2	—	5	—	—	—	1	—	1
Jc	—	1	—	—	—	1	1	1	—	4	5	6	3	1
Her	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
Mt	—	40	—	—	59	2	—	57	—	25	44	57	71	94
Mgfer	—	—	—	—	3	16	10	—	—	23	24	21	—	—
Crt	—	—	—	—	—	47	66	—	—	—	—	—	—	—

Примечания: анализы выполнены в Лаборатории микроанализа кафедры петрологии геологического факультета МГУ, аналитик Гусева Е.В. Принятые сокращения: Ilm — ильменит, TiMt — титаномагнетит, Spl — шпинель, Hem — гематит, Ry — рутил, Uspl — ульвошпинель, Spl — шпинель, Gan — ганит, Jc — якобит, Her — герцинит, Crt — хромит, Mgfer — магнезиоферрит.

Положительный результат теста обращения ($\gamma/\gamma_c = 6.0/7.1$) [McFadden, McElhinny, 1990] свидетельствует о том, что средние направления компонент Q и MZ статистически значимо не отличаются друг от друга, что, впрочем, не означает “равенство” этих компонент. В данном контексте необходимо несколько более подробно остановиться на принципе выделения компонент Q и MZ.

На рис. 4а приведен пример идеальной диаграммы Зийдервельда, отражающей изменение направления и длины вектора естественной оста-

точной намагниченности в ходе температурной магнитной чистки образца. На ней четко различаются три компоненты намагниченности — Q, MZ и D-R. Другая диаграмма Зийдервельда (рис. 4б) характерна для случая, когда ЕОН образца представлена суммой двух компонент — Q и MZ. В обоих случаях разделение компонент Q и MZ на уровне конкретного образца не вызывает сомнений. Несколько более сложным представляется вариант, когда в подавляющем большинстве образцов, отобранных из одного сайта, компонента Q отсутству-

ет или имеет сильный разброс. В этом случае компонента MZ выделялась по наиболее характерному для нее диапазону разблокирующих температур (обычно выше 300°C). Примерами таких объектов могут служить дайки 5.1, 8 и 18 (табл. 1). Важно также заметить, что компонента MZ, очевидно, не может являться результатом неполного разделения других компонент (например, Q и D) вследствие перекрытия их спектров разблокирующих температур, т.е. это реально существующая компонента намагниченности.

Принимая во внимание отмеченные особенности компоненты MZ, ее природа кажется достаточно очевидной: мы предполагаем, что она возникла благодаря перемагничивающему событию, которое затронуло практически все разновозрастные дайки на охваченной нашими исследованиями территории Кольского полуострова. Палеомагнитный полюс, соответствующий среднему направлению компоненты MZ, располагается несколько в стороне от существующей модели кривой кажущейся миграции полюса Восточно-Европейской платформы [Torsvik et al., 1996] (рис. 7а), однако наиболее близким к нему является полюс базальтов Scania ($\text{plat} = 69^\circ$, $\text{plong} = 103^\circ$), отвечающий возрасту 191–178 млн. лет [Bylund, Halvorsen, 1993; Bergelin et al., 2011]. Это позволяет нам предполагать раннеюрский возраст компоненты MZ (см. ниже).

Компонента D биполярная. Она установлена в 13 дайках и плутонической серии Турьего мыса, однако уверенно выделяется как конечная компонента лишь в двух объектах — дайке (10) и трех дайках в сайте (21). В остальных интрузивных телах, где встречается эта компонента, она выделяется как конечная (или по кругам перемагничивания) лишь в единичных образцах, при этом надежность ее выделения обычно невелика из-за крайней зашумленности палеомагнитного сигнала. Этим, отчасти, объясняется большой разброс направлений компоненты D при рассмотрении всех объектов в целом. Отметим, что с целью наиболее полного представления результатов работы, в табл. 1 и на рис. 6в вынесены все случаи обнаружения компоненты D в исследованных объектах.

Обращает на себя внимание обнаружение компоненты D в двух дайках протерозойского возраста (район Воче-Ламбина). Этот случай интересен, поскольку может указывать на масштаб перемагничивания пород во время становления Кольской девонской магматической провинции, а, возможно, и более конкретно — крупного Хибинского интрузивного массива.

Для вычисления среднего направления компоненты намагниченности D на уровне сайтов (табл. 1), мы использовали только те объекты, в которых эта компонента встречена, как мини-

мум, в 5 образцах (вариант “Da”) и, как минимум, в 4 образцах (вариант “Db”). Вариант “Dc” представляет собой среднее направление компоненты D, вычисленное на уровне образцов. Полученные средние направления компоненты D различаются незначительно (табл. 1).

Для оценки возраста намагниченности компоненты D нами предполагалось использование двух полевых тестов: теста контакта и теста обращения. Тест контакта не дал результатов, поскольку либо дайка и вмещающие породы несут намагниченность, соответствующую компоненте MZ (например, дайки баренцевоморского побережья), либо выделение компонент намагниченности в дайке и во вмещающих породах невозможно из-за шумного сигнала (сайт (17)). Средние направления компоненты прямой (D) и обратной (D-R) полярности формально не проходят тест обращения ($\gamma/\gamma_c = 25.8/24.3$) [McFadden, McElhinny, 1990].

Палеомагнитные полюсы, отвечающие среднему направлению компоненты D, рассчитанному разными способами (Da, Db, Dc, табл. 1, рис. 7а), находятся в так называемой “девонской петле”, в непосредственной близости к наиболее надежным палеомагнитным полюсам Восточно-Европейской платформы из интервала 420–350 млн. лет (сводка полюсов взята из работы [Torsvik et al., 1996] с дополнениями). Наиболее надежный полюс компоненты D, рассчитанный по ее среднему направлению “Da”, расположен между полюсами с возрастом 400 и 350 млн. лет. Таким образом, в пользу первичности компоненты намагниченности D в девонских интрузивных телах, свидетельствует ее биполярность, схожесть соответствующего палеомагнитного полюса с имеющимися девонскими полюсами и его отличие от более молодых известных палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской платформы.

Итак, девонский палеомагнитный сигнал может быть обнаружен лишь в части интрузивных тел, относимых к девонской магматической провинции. На данном этапе исследований полученный нами палеомагнитный полюс, отвечающий среднему направлению девонской компоненты намагниченности, не может рассматриваться как “ключевой” для Восточно-Европейской платформы в виду его недостаточной надежности. Мы видим в нем предварительный результат, который, однако, на сегодняшний день является единственным палеомагнитным определением, полученным по магматическим объектам девонского возраста в пределах Восточно-Европейской платформы. Результаты проведенных исследований дают основания полагать, что получение кондиционных палеомагнитных определений, отвечающих современным требованиям палеомагнитной надежности, по дайкам и интрузивным телам Кольской девонской магматической провинции

возможно, однако для этого необходимо значительное увеличение количества опробуемых объектов и концентрация на наиболее перспективных из них.

Компонента PR является наиболее стабильной компонентой намагниченности четырех даек протерозойского возраста, в которых выделяется достаточно уверенно. Обращают на себя внимание две особенности. В сайте (14) компонента PR занимает высокотемпературный диапазон как в самой дайке, так и в образцах из вмещающих гранитов архея, отобранных в 60 м от дайки. При этом в дайке также присутствует обратная ей среднетемпературная компонента PR-R, что, возможно, является следствием самообращения намагниченности. Другая особенность заключается в том, что в образцах из дайки (13), компонента PR наиболее стабильная (высокотемпературная), но во вмещающих гранитах, опробованных в непосредственной близости от контакта с дайкой, обнаруживается только компонента MZ. Среднее направление компоненты PR характеризуется умеренными положительными наклонениями и северными склонениями (рис. 6г).

Полус, рассчитанный для среднего направления компоненты PR (рис. 7б), расположен в непосредственной близости к палеомагнитным полюсам Фенноскандии, отвечающим возрастам 1770, 1840 и 1880 млн. лет [Pesonen et al., 2003], что согласуется с изотопными датировками даек [Арзамасцев и др., 2009], в которых выделяется эта компонента. Поэтому возраст компоненты PR принимается нами как протерозойский, отвечающий интервалу 1.8–1.9 млрд. лет.

Природа компоненты MZ и потенциальный источник мезозойского перемагничивания

Основным и довольно неожиданным результатом наших исследований является повсеместное обнаружение в образцах даек девонского и протерозойского возраста, а также в породах докембрийского фундамента Фенноскандинавского щита вторичной (перемагничивающей) компоненты намагниченности, время возникновения которой, по нашим оценкам, составляет около 190 млн. лет назад (ранняя–средняя юра). Масштабы перемагничивания позволяют классифицировать его как региональное событие, однако территориальная близость перемагниченных и неперемагниченных даек позволяет говорить об его избирательном воздействии на каждый конкретный геологический объект.

Проявления позднепалеозойско-раннемезозойского перемагничивания различных геологических объектов западной окраины Восточно-Европейской платформы довольно широко

известны ([Mertanen et al., 2008], ссылки в [Веселовский, Арзамасцев, 2011]). Большинство исследователей предпочитает видеть причины этого этапа перемагничивания в эндогенных процессах, сопутствовавших образованию и распаду суперконтинента Пангея, в частности связанных с заложением Атлантического океана. Но геологические и иные свидетельства постдевонской эндогенной активности в пределах кольской части Фенноскандинавского щита до сих пор не были известны (сведения о мезозойском возрасте даек Турьего мыса, приведенные в работе [Рухлов, 1999], до сих пор не подтверждены), поэтому важной задачей является объяснение механизма перемагничивания девонских даек, его источника и обоснование возраста вторичной компоненты намагниченности.

Явление перемагничивания горных пород широко известно в практике палеомагнитных исследований (см., например, обзор в [Zwing, 2003]). Процессы, приводящие к региональному перемагничиванию пород различного состава и структурной позиции, могут быть разделены на два класса – физические и химические. Физическое воздействие, чаще всего, подразумевает довольно продолжительный вторичный прогрев горных пород без значительного преобразования существующих в них магнитных минералов. Химические процессы, основными агентами которых являются флюиды различного состава, могут протекать без существенного вторичного прогрева пород, но с изменением их минерального состава. Подобная гидротермально-метасоматическая проработка приводит к полному или частичному изменению первичных магнитных минералов и/или образованию новых. Оба типа процессов перемагничивания полностью или частично разрушают первичную намагниченность горных пород и способствуют образованию новой, вторичной компоненты намагниченности химической природы (CRM).

Термальная природа наблюдаемого перемагничивания пород фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах Кольского полуострова исключена нами по следующим причинам:

1) изотопные исследования девонских и протерозойских даек Кольского полуострова указывают на отсутствие нарушения наиболее чувствительных к вторичным нагревам изотопных систем (например, K-Ag в плагиоклазе). Кроме того, все дайки имеют изотопный возраст не моложе позднего девона;

2) имеющиеся геологические и петрографические данные свидетельствуют о том, что величина эрозионного среза пород кристаллического фундамента за последние 400 млн. лет не превышает 3–5 км [Арзамасцев и др., 1998]. Расчетная температура на такой глубине не могла быть существен-

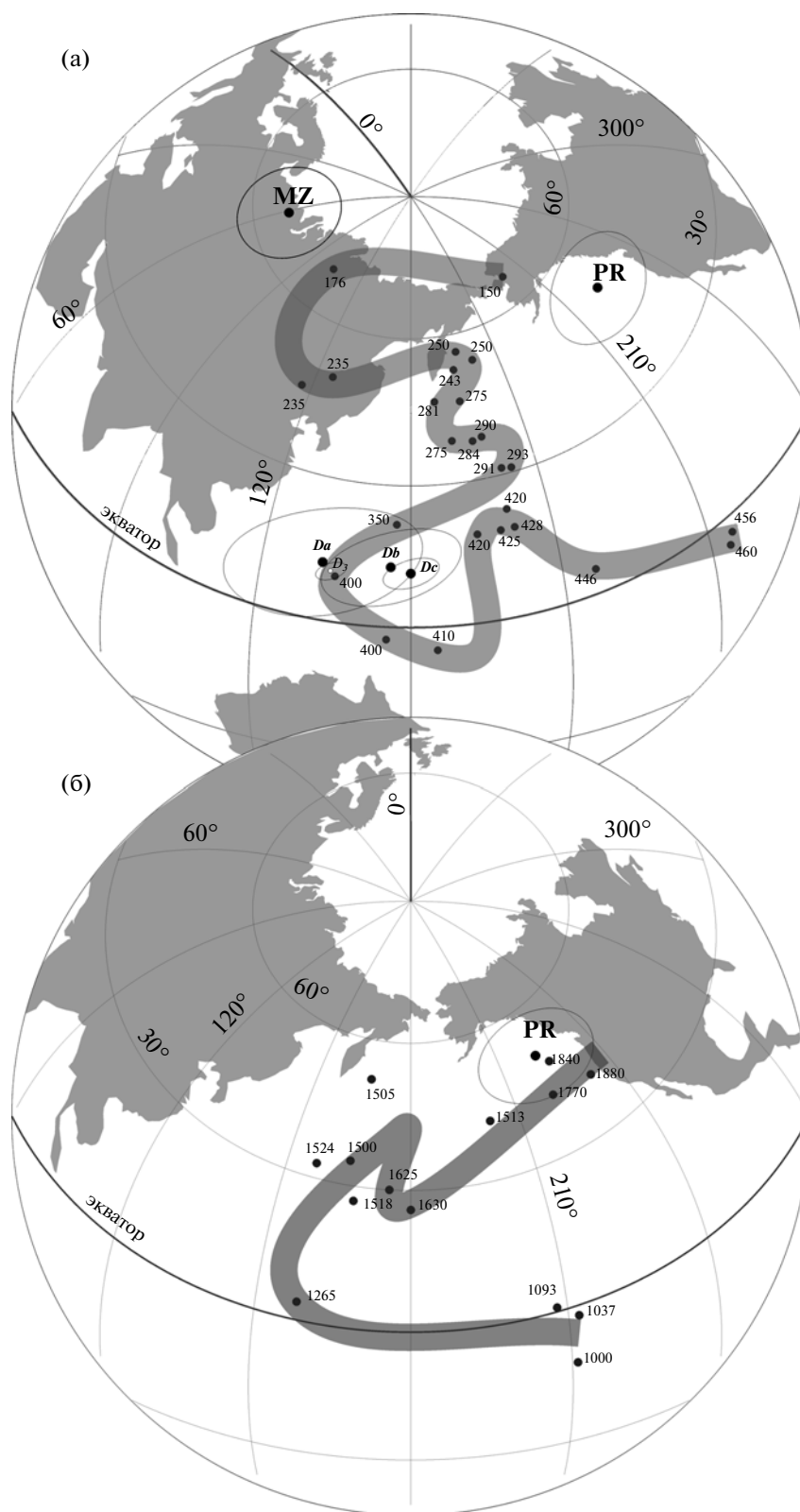


Рис. 7. Палеомагнитные полюсы (черные точки) и их овалы 95%-го доверия, рассчитанные для соответствующих средних направлений компонент намагниченности в сравнении с (а) фанерозойскими [Torsvik et al., 1996] и (б) протерозойскими [Pesonen et al., 2003] полюсами Восточно-Европейской платформы.

но выше 100°C, следовательно приобретение термоостаточной намагниченности породами даек не было значительно оторвано во времени от момента их внедрения;

3) результаты численного решения тепловой модели Кольского полуострова [Боцюн, Веселовский, 2011] указывают на то, что прогрев пород фундамента и прорывающих его даек, в случае экранирования теплового потока осадочным чехлом мощностью 3 км, может достигать 200°C. Однако свидетельства существования такого мощного чехла в постдевонское время в пределах кольской части Фенноскандии отсутствуют.

Имеющиеся данные позволяют нам предположить химическую природу компоненты намагниченности MZ. Механизмы и источники химического перемагничивания относительно хорошо изучены для конкретных геологических ситуаций, например в пределах складчатых поясов и сопредельных территорий, где этапы перемагничивания напрямую коррелируются с фазами орогенеза и проявлениями посторогенного магматизма и метасоматоза [Zwing, 2003]. Известны примеры образования новых фаз магнетита в горных породах в связи с миграцией углеводородов [Suk et al., 1993], однако такие процессы имеют, скорее, локальные масштабы. Региональное химическое перемагничивание осадочных пород чехла древних платформ встречается значительно реже, но и оно происходит благодаря образованию гематита в результате окислительных процессов при просачивании метеорных вод по ослабленным зонам или их миграции в водонасыщенных горизонтах [Иосифиди и др., 2010].

Наши исследования показали, что основным носителем намагниченности в изученных породах является титаномагнетит с различным содержанием титана, вплоть до магнетита. Присутствие гематита отмечается лишь в единичных образцах. При этом петрографические и микрозондовые наблюдения позволяют утверждать, что значительная часть изученных интрузивных тел подверглась вторичным гидротермально-метасоматическим изменениям, повлекшим за собой изменение состава первично-магматических минералов и образование новых магнитных фаз, состав которых отвечает титаномагнетитам с низкими содержаниями титана. Различная степень вторичной переработки пород даек обуславливает неравномерность перемагничивания интрузивных тел в пределах изученной территории, что, вероятно, связано с путями миграции флюида по ослабленным зонам фундамента.

Ранее мы предположили [Веселовский, Арзамасцев, 2011], что наиболее вероятным источником перемагничивания кольских даек может являться мощный трапповый магматизм, проявление

которого широко развиты в пределах современного арктического бассейна (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, шельф Баренцева моря). Инициальный этап становления Баренцево-мурской трапповой провинции приходился на раннеюрское время (200–190 млн. лет назад) [Карякин, Шпилов, 2009], что согласуется с полученной нами оценкой возраста вторичной компоненты намагниченности MZ. В согласии с этой гипотезой находятся и результаты микрозондовых исследований, выявивших наличие в образцах девонских даек рудной ассоциации вторичных минералов с сульфидами железа, меди, кобальта и никеля, характерной для низкотемпературных флюидных растворов областей базальтового магматизма.

Некоторые сомнения в высказанном предположении вызывает удаленность перемагниченных даек Кольского полуострова от предполагаемого центра мезозойской магматической активности в баренцево-мурском регионе. Однако, как это было показано на примере Аппалачей [Elmore et al., 2001], латеральная миграция флюидов может происходить на расстояния порядка 700 км. Кроме того, согласно существующим моделям возникновения крупных магматических провинций [d'Acemont et al., 2003], ареал плюм-литосферного взаимодействия может достигать тысячи километров и более, а это, в свою очередь, определяет территорию, потенциально подверженную флюидному воздействию.

Получение более надежной оценки времени гидротермально-метасоматической проработки исследованной территории Кольского полуострова представляет собой непростую задачу. Как уже отмечалось, изотопно-геохронологические исследования свидетельствуют о закрытости K-Ar изотопной системы в плагиоклазе с девонского времени (дайка (4)) (температура закрытия составляет примерно 200°C). Это означает, что породы дайки (4), в образцах из которой выделяется только перемагничивающая компонента MZ, не испытывали нагрева выше указанной температуры в постдевонское время. В этой связи возможно единственным методом, позволяющим датировать возраст перемагничивающего события, является трековый анализ (fission track), поскольку отжиг треков в кристаллах апатита происходит при температуре 60–110°C. Однако проведение трекового датирования исследованных даек весьма затруднительно в связи с низким содержанием в них апатита. Единичные результаты трекового датирования пород Кольского полуострова [Hendriks et al., 2007] дают распределение возрастов от 250 до 190 млн. лет, что сопоставимо с предложенной нами оценкой времени возникновения компоненты намагниченности MZ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1). Интрузивные тела девонского и протерозойского возраста, а также породы докембрийского фундамента северо-восточной Фенноскандии, испытали воздействие наложенного процесса, выразившегося в минеральном изменении пород даек и их полном или частичном перемагничивании. Сравнение палеомагнитного полюса, отвечающего вторичной компоненте намагниченности, с кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Восточно-Европейской платформы, позволяет оценить возраст этого наложенного события как мезозойский (раннеюрский).

2). Петрографические и микрозондовые исследования позволяют предположить гидротермально-метасоматическую природу вторичных изменений пород девонских даек в результате их взаимодействия с низкотемпературным флюидом (химическое перемагничивание). Отмечается неравномерность перемагничивания (и, соответственно, степень измененности пород) близко расположенных даек.

3). В качестве главного источника перемагничивания мы видим магматические процессы, приведшие к становлению в раннеюрское время в пределах баренцевоморского региона крупной трапповой провинции. Об этом свидетельствует также рудная ассоциация вторичных минералов девонских даек с сульфидами железа, меди, кобальта и никеля, свойственная проявлениям базальтового магматизма.

4). В части девонских даек Кольского полуострова сохранился первичный палеомагнитный сигнал, на основе которого получен предварительный позднедевонский палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы (Фенноскандии). Для получения более точных палеомагнитных определений по девонским интрузивным телам Кольской магматической провинции необходимо существенное увеличение числа исследуемых объектов.

Авторы благодарны М.Л. Баженову (ГИН РАН) за неоценимую помощь на стадии лабораторной обработки палеомагнитных коллекций и обсуждения результатов. Р.В. благодарит А.Ю. Гужинову и Игоря Фролова (СГУ) за ценные советы при интерпретации результатов петромагнитных исследований, а также Л.В. Арзамасцеву, А.М. Фетисову, Ж.А. Федотову и А.И. Коптеву за помощь в проведении экспедиционных и лабораторных работ. Исследования выполнены при поддержке гранта Президента РФ МК-3383.2012.5, гранта РФФИ 12-05-00216-а и программы ОНЗ РАН 7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского и комплексов,

Кольский полуостров, Россия: петролого-геофизическая модель // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 5. С. 478–496.

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. Палеозойский толеитовый магматизм в Кольской провинции: ареал, возраст, связь с щелочным магматизмом // *Докл. РАН*. 2010. Т. 430. № 5. С. 662–666.

Арзамасцев А.А., Монтеро П., Травин А.В., Арзамасцева Л.В., Беа Ф., Федотов Ж.А. Проявления свеконорвежского (гренвилльского) этапа эндогенной активности в северо-восточной части Балтийского щита // *Докл. РАН*. 2006. Т. 410. № 3. С. 361–365.

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука. 2009. 383 с.

Боцюн С.Б., Веселовский Р.В. Изменение термального режима Кольского полуострова в мезозойское время по результатам палеомагнитного изучения даек девонского возраста. Геология и геоэкология: исследования молодых. Материалы XII конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента профессора К.О. Кратца. 8–10 ноября 2011 г. Апатиты: изд-во Кольского научного центра РАН. 2011. С. 147–150.

Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А. Признаки мезозойской эндогенной активности в северо-восточной части Фенноскандинавского щита // *Докл. РАН*. Т. 438. № 6. 2011. С. 782–786.

Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Комиссарова Р.А. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений архипелага Шпицберген. Материалы международной школы-семинара “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород”. СПб.: изд-во “СОЛО”. 2010. С. 72–78.

Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // *Докл. РАН*. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.

Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -данным) // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 1. С. 109–125.

Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr-методах датирования пород и минералов // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.

Родионов В.П., Храмов А.Н., Гуревич Е.Л., Томша В.А. Палеомагнетизм девона северо-востока главного девонского поля: ключевой палеомагнитный полюс и магнитостратиграфия верхнего франа. Материалы международной школы-семинара “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород”. СПб.: изд-во “СОЛО”. 2010. С. 121–126.

Рухлов А.С. Дайки и трубки взрыва Кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция): модели магматических процессов и эволюции субконтинентальной мантии. Автореф. дис. ... кандидата геол.-мин. наук. СПб. 1999. 21 с.

Свяжина И.А., Петров Г.А., Слободчиков Е.А. Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднечуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // *Литосфера*. 2008. № 4. С. 22–34.

- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Шуинов С.В. Критерии значимости в палеомагнетизме // Физика Земли. 1999. № 6. С. 89–92.
- d'Acremont E., Leroy S., Burov E. Numerical modelling of a mantle plume: the plume head-lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 206. P. 379–396.
- Beard A.D., Downes H., Vetrin V., Kempton P.D., Maluski H. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia) // Lithos. 1996. V. 39. P. 93–119.
- Bergelin I., Obst K., Soderlund U., Larsson K., Johansson L. Mesozoic rift magmatism in the North Sea region: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints // Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch). 2011. V. 100. P. 787–804.
- Bylund G., Halvorsen E. Palaeomagnetic study of Mesozoic basalts from Scania, southernmost Sweden // Geophys. J. Int. 1993. V. 114. P. 138–144.
- Chadima M., Hroudá F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. XXVII. P. 20–21.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter. V. 13. 1977. P. 260–267.
- Elmore R., Kelley J., Evans M., Lewchuk M. Remagnetization and orogenic fluids: testing the hypothesis in the central Appalachians // Geophys. J. Int. 2001. V. 144. P. 568–576.
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.
- Guise P.G., Roberts D. Devonian ages from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of plagioclase in dolerite dykes, eastern Varanger Peninsula, North Norway // NGU Bulletin. 2002. V. 440. P. 27–37.
- Gustafson L.B., Orquera W., Mcwillan M., et al. Multiple centers of mineralization in the Indio Muerto District, El Salvador, Chile // Econ. Geol. 2001. V. 96.
- Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., Leighton C., Redfield T., Murrell G., Gallagher K., Nielsen S.B. A fission track data compilation for Fennoscandia // Norwegian Journal of Geology. 2007. V. 87. P. 143–155.
- Hopkinson J. Magnetic properties of alloys of Nickel and Iron // Proceedings of the Royal Society. 1890. V. 48. P. 1–13.
- Hroudá F. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge // Geophys. J. Int. 1994. V. 118. P. 604–612.
- Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
- Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380–360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. P. 33–44.
- Lindsley D.H. Железо-титановые окислы. Экспериментальная петрология и минералогия. Труды Геофизической лаборатории им. Карнеги в Вашингтоне. М.: Недра. 1971. С. 138–142.
- McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
- McFadden P.L. The combined analyses of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87. P. 53–58.
- Mertanen S., Airo M.-L., Elminen T., Niemelä R., Pajunen M., Wasenius P., Wennerström M. Paleomagnetic evidence for Mesoproterozoic-Paleozoic reactivation of the paleoproterozoic crust in Southern Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper 47. 2008. P. 215–252.
- Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamsen N., Bylund G. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289–324.
- Spencer K.J., Lindsley D.H. Solution model for coexisting iron-titanium oxides // Amer. Miner. 1981. V. 66. P. 1189–1201.
- Suk D., Van der Voo R., Peacor D., Lohmann K. Late Paleozoic remagnetization and its carrier in the Trenton and Black River carbonates from the Michigan Basin // Journal of Geology. 1993. № 101. V. 6. P. 795–808.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – A tale of Baltica and Laurentia // Earth-Science Reviews. 1996. V. 40. P. 229–258.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Pesonen L.J. GMAP – Geographic Mapping and Paleoreconstruction Package // Norv. Geol. Serv. Rep. 1990. № 90019. P. 64.
- Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. Methods in paleomagnetism / Eds. Collinson D.W., Creer K.M. Amsterdam. Elsevier. 1967. P. 254–286.
- Zwing A. Causes and Mechanisms of Remagnetisation in Palaeozoic Sedimentary Rocks – a Multidisciplinary Approach. PhD theses. 2003. Munich. 172 p.